

基于 MODIS 数据的雪水当量监测模型研究

李 民^{1,2}, 刘志辉^{1,2,3}, 房世峰^{1,2}

(1. 新疆大学 资源与环境科学学院, 乌鲁木齐 830046; 2. 新疆绿洲生态重点实验室, 乌鲁木齐 830046;
3. 干旱、半干旱区可持续发展国际研究中心, 乌鲁木齐 830046)

摘 要: 依据对 MODIS 数据 36 个波段波谱值的研究, 选择对雪深信息最敏感的两个波段(第 1 波段, 第 3 波段), 采用“度日法”及积雪消融过程中的实测资料, 建立了雪水当量统计模型。通过实测数据的进一步验证, 该雪水当量监测模型的精度达到了 0.86, 可以为融雪径流计算、融雪洪水预测预警等工作提供重要的参数, 为相关部门提供决策支持。

关键词: MODIS; 雪水当量; 监测模型

中图分类号: S273.1; P331

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2007)04-0074-03

Study of Snow Water Equivalent Monitoring Model Based on MODIS Data

Li Min^{1,2}, LIU Zhí huí^{1,2,3}, Fang Shì fēng^{1,2}

(1. College of Resources and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China; 2. Oasis Ecology Key laboratory of Xinjiang Uygur Autonomous region, Xinjiang University, Urumqi 830046, China; 3. International Center for Desert Affairs-Research on Sustainable Development in Arid and Semi-arid Lands, Urumqi 830046, China) Urumqi, 830046, China)

Abstract: Two wave bands (1st wave band, third wave band) were chosen which are sensitive to snow depths based on 36-band spectrum of MODIS data. A snow equivalent statistical model was established by using the degree-day factor and a lot of measured data. The accuracy of snowmelt equivalent model reached 0.86, which would provide important parameters for snowmelt runoff computation, prediction, snowmelt flood forecasting and warning and also offer advice for the relevant departments.

Key words: MODIS; snow water equivalent; monitoring model

在中国西部的一些高海拔山区, 融雪水是重要的水资源。春季为枯水季节, 融雪径流是春播灌溉的重要水源, 可缓解春旱灾害, 但如果融雪形成春洪也会造成洪水灾害。遥感是监测大尺度积雪时空变化的唯一有效的方法, 尤其是在海拔较高, 缺少监测站点的情况下, 遥感监测尤为重要。

雪水当量是反映地表积雪量变化的重要因子, 是地表水文模型和气候模式中的一个重要参数^[1], 在水文、气候、气象以及洪水预报都需要区域内雪水

当量信息。国内外对于雪水当量的研究给予高度的重视, 研究方法主要有: 基于统计模式的雪水当量估计方法, 该方法针对缺乏积雪物理特征的详细野外数据而发展起来的。这些雪水当量算法大都是基于统计而不是物理的方法, Goodison^[2] 和 Hallikainen^[3] 等人在这个方面做过深入的研究; HUT 算法, 是以 HUT(Helsinki University of Technology) 积雪发射模型为主要理论依据的半物理半经验模型。该模型假设雪盖是均匀的, 其辐射传输方程是关于

* 收稿日期: 2007-04-05

基金项目: 国家自然科学基金项目“3S”技术支持下的融雪洪水预警决策支持系统(70361001)

作者简介: 李民(1981-), 男, 内蒙古赤峰市人, 在读硕士, 专业方向: 水文、水资源管理。

通讯作者: 刘志辉, 教授, E-mail: LZH@xju.edu.cn.

雪深 d 和角度 θ 的函数。Pulliainen^[4] 等人在此基础上进行了改进, 创立了光谱极化差 SPD (Spectral and Polarization Difference) 算法; MSC (Meteorological Service of Canada) 算法是加拿大气象服务组织的一系列算法的总称, 这些算法基于 SSM/I 数据的 19, 37 GHz 的垂直极化差指数发展的, 主要用来计算加拿大中部地区的雪水当量^[5,6]; TGI (Temperature Gradient Index) 算法, 该算法是一种用温度梯度指数来反映积雪量的方法^[7]; 车涛, 李新, 高峰等人讨论了利用被动微波遥感数据 (SSM/I) 的高频和低频通道的亮度温度梯度反演雪水当量的算法^[8], 结果表明雪水当量和亮度温度梯度有着良好的相关关系; 武胜利和杜今阳针对 GPM 的数据特点, 提出一种利用 Ku 波段不同入射角下积雪散射特征差异进行雪水当量监测的方法, 并以 TRMM/PR 数据为例, 对青藏高原部分特征地区进行了分析, 证实了该方法在理论上的可行性^[9]。但是由于地域的差异, 特别是受到实时微波遥感资料的限制, 使得微波积雪监测的业务应用还存在较大的困难。本文以军塘湖流域为研究区, 应用在积雪监测业务比较成熟的 MODIS 数据对积雪进行监测研究, 依据统计模式建立雪水当量模型。该模型是 MODIS 数据在雪水当量监测业务的探索性研究, 模型的建立对新疆融雪洪水的防治以及干旱区水资源的可持续利用有重要意义。

1 研究区概况

军塘湖河的名称源于清代昔日称雀尔沟河, 又称图古里克河。军塘湖河是天山西段新疆呼图壁县境内的一条小河, 发源于天山北坡特尔斯盖南缘三道马场以西的特力斯喀达坂, 河网在低山带的玛札尔汇合, 流经呼图壁西部的前山丘陵后进入平原, 注入红山水库。军塘湖河从源头至红山水库河长 47 km, 红山水库以上集水面积 861 km²。流域内 9 月中旬开始高山地区会出现积雪, 随着气温、地温的下降, 在第二年 1 月达到峰值, 在 2 月气温、地温开始回升, 积雪开始融化, 在 3 月开始大面积融化。

2 雪水当量监测模型

2.1 因子的获取

2.1.1 积雪密度的获得

受外界风速、温度、辐射等的影响, 积雪密度和雪随着时间不断地变化。野外考察和实测资料表明, 新雪即 24 h 内的降雪, 其密度是很小的。但随

着降雪后天数的增加以及风、温度的影响, 雪深逐渐减小, 雪密度逐渐增大。本文在 2006 年 2 月 28 日至 3 月 10 号在研究区积雪剖面观测, 开始时雪颗粒较小, 但雪的孔隙率和渗透率都较大; 随着时间的推移, 雪颗粒逐渐变化, 由雪层表面向下, 雪的颗粒逐渐变粗。这期间没有降雪, 积雪深度逐渐变小。实测结果表明在积雪发育期, 是一个增大过程, 它与降雪后的天数成正相关。本文依据实测资料分析得出积雪密度的增大是一个极其缓慢的过程, 本文应用的是融雪稳定期的积雪密度 0.36 g/cm³。

2.1.2 SD 的计算

SD 即雪深的算法。本文参考的是 MODIS 数据 36 个波谱值对雪深反应最敏感并能真实反映积雪光谱的两个波段 (CH₁ 和 CH₃ 分别为 MODIS 数据第 1 波段, 第 3 波段的反射值), 建立的雪深反演模型, 通过验证模型的反演精度较高。公式^[10]:

$$SD = -4.32 + 0.014 \times CH_1 + 0.023 \times CH_3 \quad (1)$$

$$0 < SD < 20 \text{ cm}$$

$$SD = -0.14 + 0.023 \times CH_1 + 0.022 \times CH_3 \quad (2)$$

$$SD > 20 \text{ cm}$$

2.2 模型的建立

根据对雪深反演的研究和实际雪深的观测, 认为分级建立雪水当量模型符合实际情况。本文依据对研究区内不同雪深的融雪过程的观测及雪水当量的经验公式 $SWE = SD \times \frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{water}}}$, 建立了分级雪水当量监测模型。

$$SWE = [1.54 + (N - 1) \times 0.1] \times (-4.32 + 0.014 \times CH_1 + 0.023 \times CH_3) \times 0.36 \quad (3)$$

$$0 < SD < 20 \text{ cm}, 1 \leq N \leq 16$$

$$SWE = [2.89 - (N - 1) \times 0.25] \times (-0.14 + 0.023 \times CH_1 + 0.022 \times CH_3) \times 0.36 \quad (4)$$

$$SD > 20 \text{ cm}, 1 \leq N \leq 14$$

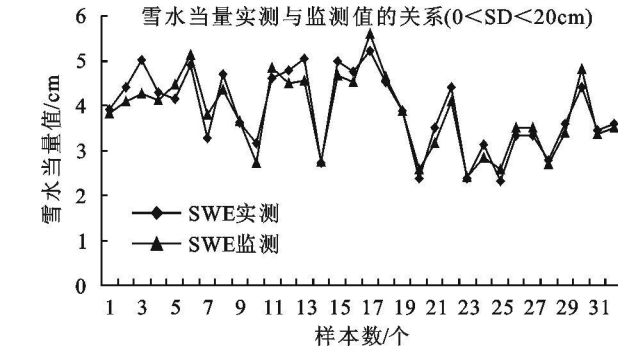
式中: SD ——雪深; ρ_{snow} ——雪的密度; ρ_{water} ——水的密度; N ——天数。

3 模型验证

在进行了野外精准定位和实际测量雪深、雪重之后 (实测雪深和雪重是在 GPS 定位点周围测量 3 次及 3 次以上雪深, 实测雪重使用标准的量桶。在雪深观测点进行测量, 求其多次平均值作为样方雪深和雪重), 对所建立的雪水当量反演模型后进行了进一步的验证。应用模型计算了每个实测点的雪水当量, 并与实测雪水当量进行对比, 见图 1:

从图 1 中可以看出, 在起始阶段雪水当量的监

测值比实测值低。这是由于此时的地温刚开始上升,积雪融化非常缓慢且不稳定,模型计算时积雪的密度值比实际的积雪密度小;在此后的模拟精度较高,此时的地温,空气温度上升较高,积雪融化比较迅速,积雪的水分含量比较大,而且较为稳定,模型计算时积雪的密度几乎接近实际的积雪密度。根据对比值求出绝对误差和相对误差,从表 1 中可以看出,当雪深介于 0~ 20 cm 之间,雪水当量反演精度较高,31 个点的平均绝对误差为 0.25 cm,平均相对



误差的平均值为 6%;当雪深大于 20 cm 雪水当量反演精度相对较低,28 个点中,平均绝对误差均在 0.38 之内,平均相对误差的平均值为 6.8%。究其原因,主要是因为可见光不具备穿透性,当雪深达到一定的值时,其光谱很难反映出雪深信息,因此误差比雪深在 0~ 20 cm 较大,但总体上精度满足要求。另外,3 月测得的雪深数据验证模型时误差较大,这主要是因为 3 月融雪期雪层成分较复杂,水分含量大,光谱反射值与稳定期积雪有很大差异。

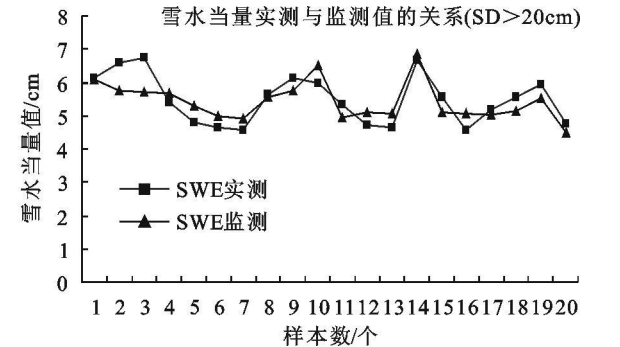


图 1 不同雪深下的雪水当量对比

表 1 雪水当量实测值与监测值的误差对比

雪深条件/ cm	样本点/ 个	平均绝对误差/ cm	平均相对误差/ %
0< SD< 20	31	0.25	6
SD> 20	28	0.38	6.8

4 结 论

在国外,被动微波遥感反演雪水当量已经有很大的发展,但是算法和模型还不是很成熟。本文探索性地运用 MODIS 数据对雪水的当量进行监测,依据统计模式对不同深度雪深的雪水当量分级建立雪水当量计算模型,可以方便及时定点监测雪水当量值。同时,考虑运用“度日法”来代替影响雪水当量因子,提高了模型应用的精确性。经地面数据验证:雪深在 0~ 20 cm,平均误差在 0.25 cm;雪深大于 20 cm 时,误差在 0.38,整体都通过了检验精度。雪水当量是估算融雪水量的重要参数,可以依据雪水当量模型来计算春季融雪径流量,为合理有效的利用春季融雪水提供依据;并且能够对春季融雪期间融雪洪水发生的概率进行有依据的评估,为有关部门的春季防洪预警提供重要的参数。

参考文献:

[1] 高荣,韦志刚,董文杰. 青藏高原冬春积雪和季节冻土年际变化[J]. 冰川冻土, 2004, 26(2): 153- 159.
[2] Goodison B E, Rubinstein I, Thirkettle F W, et al. De-

termination of snow water equivalent on the Canadian prairies using microwave radiometry [J]. IA HS Publish, 1986, 155: 163- 173.
[3] Hallikainen M T. Microwave radiometry on snow [J]. Advance in Space Research, 1989, 9 (1): 267- 275.
[4] Pullianen J T, Grandell J, Hallikainen M T. HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval[J]. IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing, 1999, 37 (3) : 1378 - 1390.
[5] Derksen C, Walker A E, LeDrew E, et al. Time series analysis of passive microwave derived central North American snow water equivalent imagery [J]. Annals of Glaciology, 2002, 34: 1- 7.
[6] Walker A E, Silis A. Snow cover variations over the Mackenzie River basin, Canada, derived from SSM/ I passive microwave satellite data[J]. Annals of Glaciology, 2002, 34: 8- 14.
[7] Mognard N M, Josberger E G. Northern Great Plains 1996/ 97 seasonal evolution of snow pack parameters from satellite passivemrowave measurements[J]. Annals of Glaciology, 2002, 34 : 15- 23.
[8] 车涛, 李新, 高峰. 青藏高原积雪深度和雪水当量的被动微波遥感反演[J]. 冰川冻土, 2004, (3): 364- 368.
[9] 武胜利, 杜今阳. 用 GPM 数据进行青藏高原雪水当量监测可行性分析[J]. 遥感信息, 2006, 3: 19- 21.
[10] 裴欢. 基于 MODIS 数据的北疆积雪信息提取及其应用研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学资源与环境科学学院, 2006.

用手工跟踪进行等高线数字化输入,得到的数字化地形图都会不同程度的存在人为误差。

(3)内插以及计算过程中所产生的误差。从矢量图转换到 TIN 和计算过程中,由于内插和计算算法的误差以及数据有效数字的取舍,系统误差不可避免,这种误差将会影响最后结果的精度。

3 结 语

本文利用地理信息系统软件 ArcView,提出了一种基于 DEM 模型的磨西台地体积的可视化计算方法。计算结果表明:

(1)磨西台地(不含蔡阳坪)平面面积为 $6.639 \times 10^6 \text{ m}^2$, 表面面积为 $7.567 \times 10^6 \text{ m}^2$, 体积为 $9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。磨西台地形成的时间大致在 3 500~ 6 500 a 间,形成期间从燕子沟等冰川沟谷搬运堆积的固体物质的平均速率大致为 $1.978 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$, 侵蚀模数大致为 $1\,550\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。

(2)和其他方法相比,利用 GIS 技术计算地貌类型表面积和体积具有快速、精确与直观等优点,能给测绘、水土保持、地质水文和工程建设等提供可靠的数据支持。

(3)由于 DEM 精度的影响,计算结果与实际值存在一定的误差,其精度主要受扫描、数字化和计算等过程中产生的误差影响。

参考文献:

[1] 何毓成. 贡嘎山地区河川水文[A]. 中国科学院成都地理研究所. 贡嘎山地理考察[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1983. 47– 20.

[2] 李承三. 西康泸定磨西面之水利问题[J]. 地质论评, 1939, 4(5): 367– 372.

[3] 崔之久. 贡嘎山现代冰川的初步观察[J]. 地理学报, 1958, 24(3): 318– 338.

[4] 李钟武, 陈继良, 胡发德, 等. 贡嘎山地区地质构造[A]. 中国科学院成都地理研究所. 贡嘎山地理考察[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1983. 4– 20.

[5] 刘淑珍, 刘新民, 赵永涛, 等. 贡嘎地区地貌特征及地貌发育史[A]. 中国科学院成都地理研究所. 贡嘎山地理考察[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1983. 21– 34.

[6] 吕儒仁, 高生淮. 贡嘎山东坡燕子沟的冰雪融水和雨水泥石流[A]. 贡嘎山高山生态环境研究[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993. 110– 126.

[7] 郑本兴. 贡嘎山东麓第四纪冰川作用与磨西台地成因探讨[J]. 冰川冻土, 2001, 23(3): 283– 291.

[8] 苏珍, 施雅风, 郑本兴. 贡嘎山第四纪冰川遗迹及冰期划分[J]. 地球科学进展, 2002, 17(5): 639– 647.

[9] 张文敬, 李同阳, 李伟. 贡嘎山隆升与冰川演化关系探讨[A]. 青藏高原东缘环境与生态. 成都: 四川大学出版社, 2002. 78– 87.

[10] 程根伟, 吕儒仁, 张文敬. 横断山区全新世特大泥石流与环境变化探讨[A]. 青藏高原东缘环境与生态[M]. 成都: 四川大学出版社, 2002. 193– 198.

[11] 何春阳, 丁永建, 李新. 冰川可视化计算方法研究[J]. 冰川冻土, 1999, 21(2): 169– 174.

[12] 余鹏, 刘丽芬. 利用地形图生产 DEM 数据的研究[J]. 测绘通报, 1998, 10: 16– 18.

[13] 吕儒仁, 赵惠林. 贡嘎山东坡全新世泥石流活动与环境演变[A]. 贡嘎山高山生态环境研究: 中国生态系统研究网络丛书[M]. 北京: 气象出版社, 1998. 90– 101.

[14] 郑本兴, 马秋华. 贡嘎山区全新世冰川变化与泥石流发育的关系[J]. 山地研究, 1994, 12(1): 1– 8.

(上接第 76 页)

[11] 陈贤章, 李新. 积雪定量化遥感研究进展[J]. 遥感技术与应用, 1996, 11(4): 47– 51.

[12] 曹云刚, 刘闯. 从 AVHRR 到 MODIS 的雪盖制图研究进展[J]. 地理与地理信息科学, 2005, 21(5): 15– 19.

[13] Njoku, E G. Passive microwave remote sensing of the earth from space a review [J]. Proceedings of the IEEE, 1982, 70(7): 728– 750.

[14] Kunzi M F, Subash P, Helmut R. Snow-cover pa-

rameters retrieved from Nimbus – 7 scanning multi-channel microwave radiometer (SMMR) data [J]. IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing, 1982, GE– 20 (4): 452– 467.

[16] Ramsayb H. The interactive multisensor snow and ice mapping system [J]. Hydrological Processes, 1998, 12: 1537– 1546.

[17] Changa T C, Foster J L, Hall D K. Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters[J]. Annals of Glaciology, 1987, 9: 39– 44.